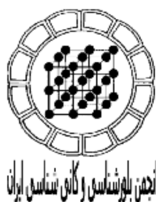
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۲۲۹ تا ۲۴۲



استفاده از شیمی کانی‌ها در تعیین شرایط تشکیل و محیط زمین‌ساختی کوارتزدیوریت‌های دلفارد (شمال‌غرب جیرفت- استان کرمان)

زینب رحمانیان[۱]، غلامرضا قدمی[*۱]، حمید احمدی پور[۲]، محمد پوستی[۱]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۵/۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۸/۷)

چکیده: مجموعه گرانیتوئیدی دلفارد در جنوب شرق استان کرمان و در بین طول‌های جغرافیایی ´ ۳۰ ° ۵۷ تا ´۴۵° ۵۷ و عرض‌های جغرافیایی ´۵۵° ۲۸ تا ´۱۰° ۲۹ واقع است. این مجموعه گرانیتوئیدی شامل سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت است و در لبه‌ها، اغلب ترکیب کوارتزدیوریتی دارد. بافت اصلی گرانیتوئیدها دانه‌ای است و شامل کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و فلدسپات هستند و میانبارهای ریزدانه‌ای مافیک نیز در آنها وجود دارد. داده‌های به دست آمده از تجزیه نقطه‌ای نشان داد که پلاژیوکلازها آندزین هستند و فلدسپات‌های قلیایی، ترکیب ارتوکلاز دارند. بیوتیت‌ها با نسبت Fe/Fe+Mg بیش از ۳،۳، در قلمرو بیوتیت‌های غنی از منیزیم قرار می‌گیرند. آمفیبول‌ها از نوع کلسیمی هستند و ترکیب مگنزیوهورنبلند دارند که نشان می‌دهد که ماگمای میزبان آنها، از گرانیتوئیدهای نوع I بوده است. فراوانی کم Na_2O در آمفیبول‌ها، ماهیت آهکی قلیایی، و گریزندگی بالای اکسیژن نشان می‌دهد که آنها وابسته به محیط فرورانشی هستند و ماگمای گوشته‌ای و ترکیب‌های پوسته‌ای در پیدایش ماگمای میزبان آنها مشارکت داشته‌اند. بررسی‌های زمین دما-فشار سنجی میانگین فشار تبلور هورنبلند را ۱،۴ کیلوبار و میانگین دمای تبلور آن را ۶۸۱ درجه سانتی گراد برآورد می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید دلفارد؛ شیمی کانی؛ زمین دما-فشارسنجی؛ جیرفت؛ آهکی‌قلیایی.*

مقدمه

بخش جنوب شرقی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع در استان کرمان که بیشترین حجم فعالیت ماگمایی را دارد به نام نوار آتشفشانی-آذرین نفوذی دهج-ساردوئیه شناخته می‌شود. در این نوار، مجموعه‌های گرانیتوئیدی مختلفی وجود دارند که به دو گروه مجموعه گرانیتوئیدهای کم عمق کوه پنج و جبال بارز تقسیم می‌شوند [۱]. بررسی‌های پیشین بر شیمی سنگ کل تعدادی از توده‌های گرانیتوئید موجود در این نوار نشان داده است که این گرانیتوئیدها از نوع I و وابسته به سری ماگمایی آهکی‌قلیایی هستند [۳،۲]. گرانیتوئیدهای مورد بررسی در این پژوهش از نوع گرانیتوئیدهای جبال بارز هستند. پژوهش‌های مختلف نشان داده‌اند که برآورد فشار-دما و گریزندگی اکسیژن در سامانه‌های آذرین اهمیت ویژه‌ای در تشخیص خاستگاه و درک شرایط صعود و تبلور ماگماهای سازنده آنها دارد [۴]. از آنجا که تاکنون شرایط دما و فشار تبلور کوارتزدیوریت‌های دلفارد و کاربست آنها در تعیین خاستگاه آن‌ها، بررسی نشده است، در این پژوهش ویژگی‌های بافتی و ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز، به عنوان کانی‌های مهمی که در تعیین شرایط ترمودینامیکی و همچنین جایگاه زمین‌ساختی احتمالی آنها ارزشمند هستند شناسایی گردید. حجم بالای توده‌های گرانیتوئیدی در نوار آتشفشانی-آذرین نفوذی دهج -ساردوئیه و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۸۳۹۵۲۴۰، نمابر: ۰۷۶۳۳۷۱۱۰۳۰، پست الکترونیکی: ghadami@hormozgan.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]

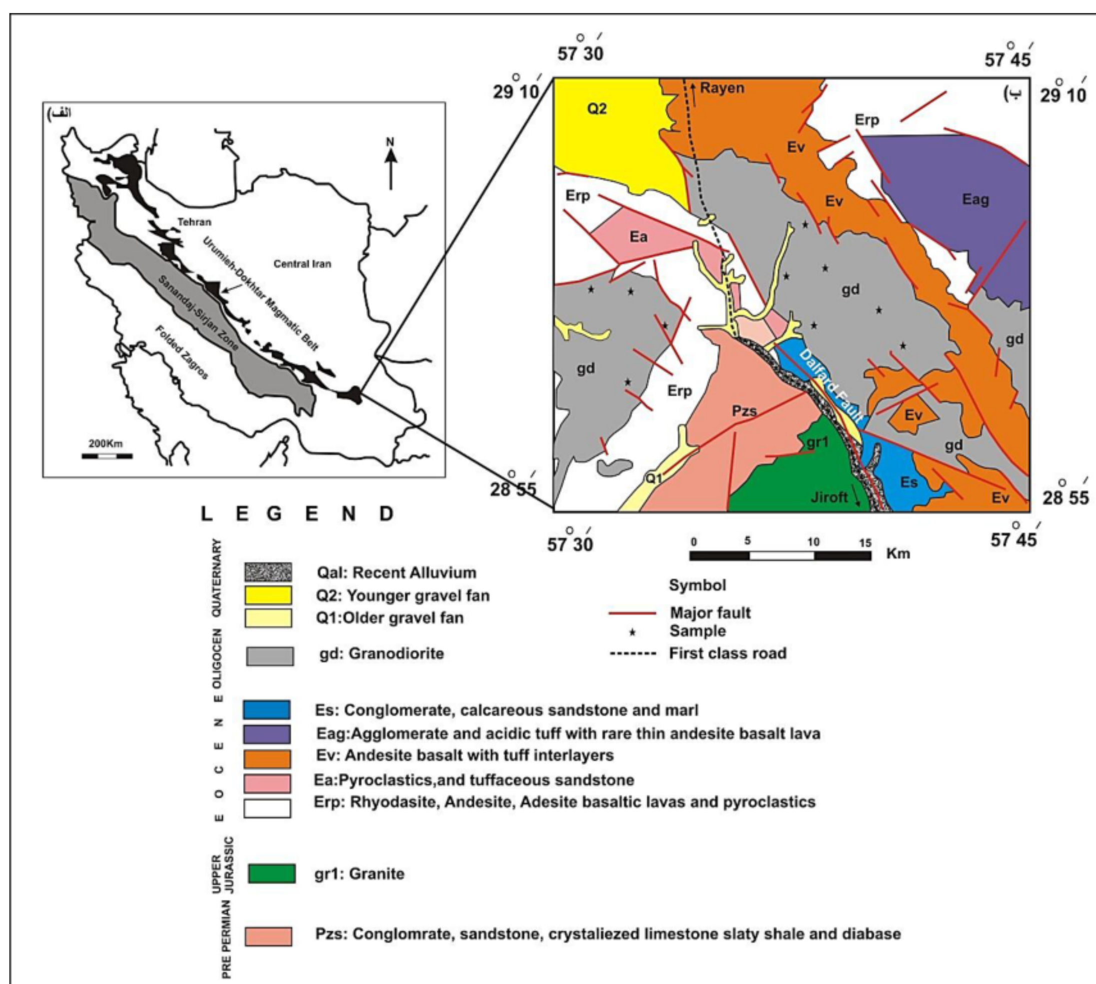
ارتباط آنها با وجود ذخایر ارزشمند، همچنین اهمیت زمین-دینامیکی رخدادهای ماگمایی سازنده این توده‌ها، ضرورت این پژوهش را دوچندان کرده است.

زمین شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی دلفارد در ۵۰ کیلومتری شمال غرب جیرفت و در بین طول‌های جغرافیایی ´ ۳۰ ° ۵۷ تا ´۴۵° ۵۷ و عرض‌های جغرافیایی´۵۵° ۲۸ تا ´۱۰° ۲۹، در استان کرمان قرار دارد و از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران، از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و نوار دهج-ساردوئیه محسوب می‌شود [۱]. در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی نشان داده شده است [۶،۵]. توده نفوذی نام برده از نظر ساختاری یک طاق گون با محور شمال غربی- جنوب شرقی بوده که به سمت جنوب میل کرده است.

روش پژوهش

به منظور بررسی سنگ‌های منطقه، پس از بازدید صحرایی و نمونه برداری از واحدهای یاد شده، تعداد ۲۰۰ نمونه مقطع نازک سنگی تهیه گردید. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، تعدادی نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای تهیه مقطع نازک صیقلی و تعیین شیمی کانی‌ها برگزیده شدند. نفوذی‌های مورد بررسی برای تعیین شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز (۱۶ نقطه)، فلدسپارقلیایی (۳ نقطه)، آمفیبول (۱۶ نقطه) و بیوتیت (۴ نقطه) در دانشگاه یاماگاتای ژاپن با یک ریز پردازنده الکترونی JEOL-HX 8600 M با ولتاژ 15kV و جریان الکتریکی 20nA تجزیه نقطه‌ای شدند. محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری پلاژیوکلاز، فلدسپارقلیایی، آمفیبول و ببوتیت به ترتیب بر اساس ۸ ، ۸ ،۲۳ و ۲۲ اکسیژن انجام شد.



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی و کمربند ارومیه-دختر در ایران ب) نقشه ساده شده زمین شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه‌های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بم [۶،۵].

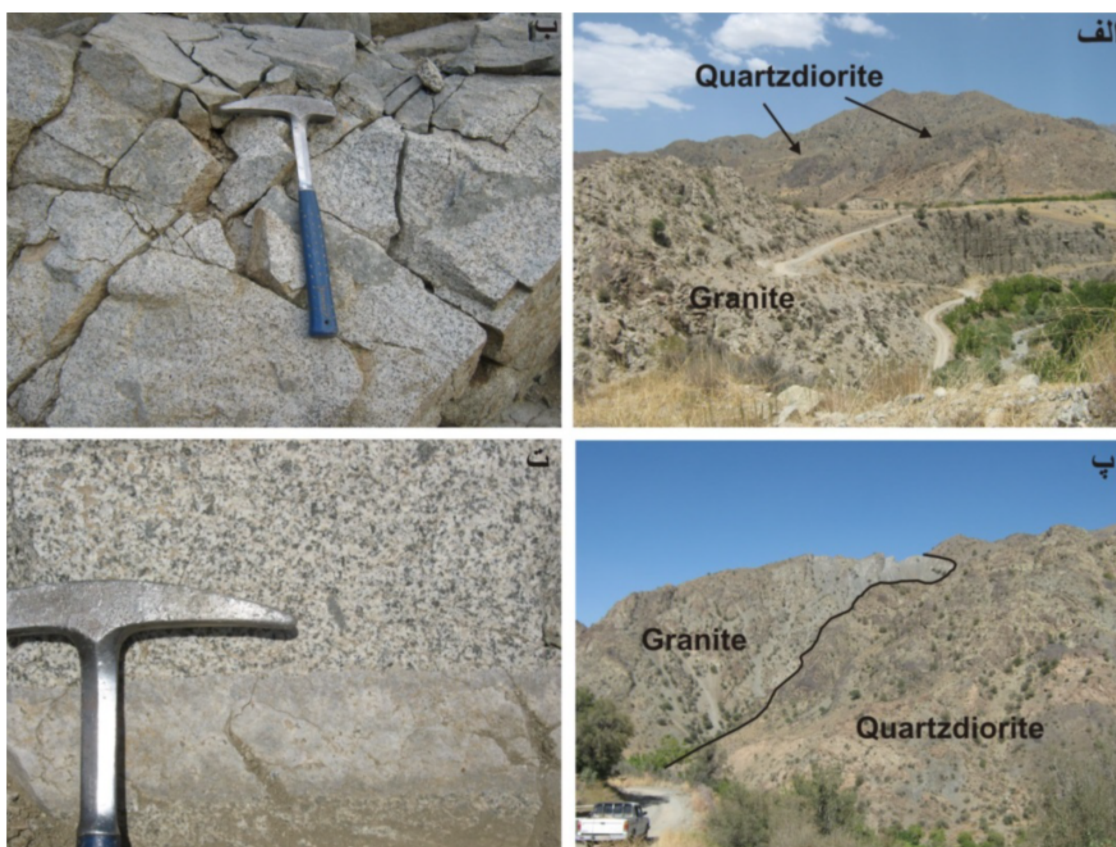
روابط صحرایی

توده مورد نظر توسط گسل دلفارد به دو بخش تقسیم شده است (شکل ۱). رخنمون شرقی تقریبا بیضی شکل است و قطر بلند آن در راستای شمال غرب-جنوب شرق قرار داشته و ۲۰ کیلومترطول دارد و مساحت کلی آن حدود ۲۰۰ کیلومتر مربع است. رخنمون غربی نیز مساحتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع دارد. هر دو بخش به درون سنگ‌های آتشفشانی (به سن ائوسن پایینی- میانی) با ترکیب غالب آندزیت‌بازالت، بازالت و آندزیت و سنگ‌های آذرآواری وابسته نفوذ کرده و سن الیگو- میوسن را برای آن‌ها در نظر گرفته‌اند [۸،۷] (شکل ۲ الف). منطقه مورد بررسی از نظر ساختاری بسیار شکسته و گسسته بوده و گسل دلفارد که دره دلفارد را نیز به وجود آورده به همراه شاخه‌های فرعی آن باعث شکستگی‌ها و درزه‌های فراوان شده است (شکل ۲ ب) و از این رو، بسیاری از مرزهای واحدهای منطقه گسلی هستند (شکل ۲ پ). از نظر سنگ‌شناسی، مجموعه گرانیتوئیدی دلفارد شامل دو بخش مرکزی شامل سنگ‌های گرانیتی و لبه‌ای است غالب بخش لبه‌ای کوارتزدیوریت است، اما دیوریت و گرانودیوریت نیز در آن دیده می‌شود. در بعضی نقاط، کوارتزدیوریت‌ها و دیوریت‌ها به صورت توده‌های مجزا دیده می‌شوند که مرز آنها با بخش گرانیتی گسلی است (شکل ۲ پ). مساحت این توده‌های مجزا گاهی به ۱ کیلومتر مربع می‌رسد و این پژوهش پیرامون این بخش‌هاست.

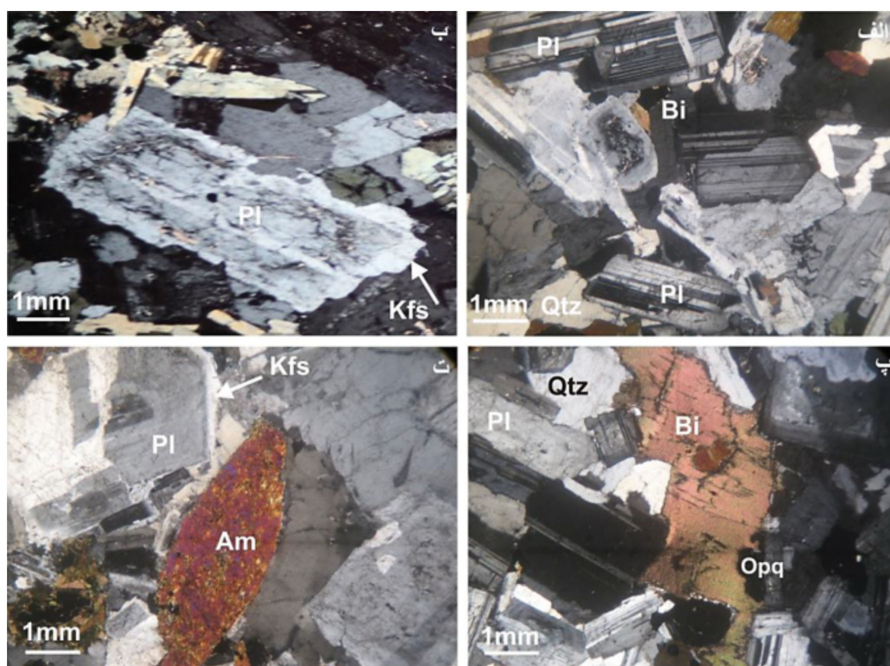
سنگ‌نگاری

سنگ‌های مورد نظر در نمونه دستی تمام بلورین هستند و با شاخص رنگی نیمه روشن و رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره مشخص می‌شوند (شکل ۲ ت). بافت شاخص آنها دانه‌ای ناهمسان‌دانه است (شکل ۳ الف) و شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپات‌قلیایی و کوارتز هستند. در بعضی نمونه‌های برداشت شده، از لبه‌های توده‌ها، بافت پورفیری دیده می‌شود که در آن بلورهای درشت پلاژیوکلاز (با اندازه تا ۴ میلیمتر) و آمفیبول در یک زمینه ریزدانه‌تر شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز و بیوتیت واقع هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]



شکل ۲ الف) نمای کلی از منطقه مورد بررسی، ب) شکستگی‌ها و درزه های فراوان برآمده از گسل دلفارد در توده‌های مورد بررسی؛ پ) نمایی از واحدهای کوارتزدیوریتی منطقه مورد بررسی در کنار با توده‌های گرانیتی؛ ت) ساخت تمام بلورین در نمونه‌های مورد بررسی.



شکل ۳ الف) بافت دانه‌ای ناهمسان دانه با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز با ماکل چندریخت و منطقه بندی -بیوتیت- کوارتز در کوارتزدیوریت‌ها؛ ب) بافت آنتی راپاکیوی یا دربرگفته شدن بلورهای پلاژیوکلاز با فلدسپات‌قلیایی درکوارتزدیوریت‌های دلفارد، پ) بلورهای بیوتیت- کوارتز در کوارتزدیورت‌های مورد بررسی؛ ت) بلورهای آمفیبول - پلاژیوکلاز- فلدسپات‌پتاسیم-کوارتز در کوارتزدیورت‌ها (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع، xpl تهیه شده‌اند).

کلینوپیروکسن، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر به صورت فرعی در این سنگ‌ها وجود دارند. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها بیشترین حجم سنگ را شامل شده و مقدار آن بین ۴۵ تا ۵۵ درصد حجمی تغییر می‌کند. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده شده و اندازه آن تا ۵ میلیمتر می‌رسد. پلاژیوکلازها چندریخت داشته و بلورهای آنها بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای ترکیب آندزین و گاهی لابرادوریت دارند. برخی از آنها منطقه‌بندی نشان می‌دهند و در برخی بافت آنتی‌راپاکیوی یا همان در برگرفته شدن بلورهای پلاژیوکلاز با فلدسپات‌قلیایی دیده می‌شود (شکل ۳ الف). بلورهای کوارتز بی شکل هستند و به صورت ریزدانه تا میان دانه فضای بین بلور-های دیگر را پر کرده‌اند. آنها شکستگی‌های بسیاری دارند و تعدادی نیز خاموشی موجی نشان می‌دهند. مقدار کوارتز در نمونه‌های کوارتزدیوریتی بین ۸ تا ۱۳ درصد و در نمونه‌های گرانودیوریتی منطقه بین ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی تغییر می-کند (شکل ۳ الف). فلدسپارپتاسیم ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ‌های مورد بررسی را تشکیل داده و به دو شکل یکی پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز، به صورت نوارهای باریک (بافت آنتی‌راپاکیوی) و دیگری به صورت بلورهای کوچک (با اندازه تا ۲ میلیمتر) و بی شکل در بین بلورهای دیگر و اغلب با دگرسانی سریسیتی دیده می‌شود (شکل ۳ ب). بیوتیت با اندازه تا ۳ میلیمتر به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با چند رنگی قهوه‌ای دیده می‌شود و شامل میانبارهایی از کانی‌های کدر و زیرکن است که حدود ۱۰ درصد این سنگ‌ها را ساخته‌اند. البته این کانی‌ها را می‌توان به صورت ثانویه پیرامون بلورهای آمفیبول یا در محل شکستگی‌های آنها نیز دیده کرد (شکل ۳ پ). کانی آمفیبول به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در دو نوع اولیه (مگنزیوهورنبلند) و ثانویه (اکتینولیت) دیده می‌شود و چندرنگی سبز دارد. مقدار آن در گرانودیوریت‌ها به ۱۰ درصد و در کوارتزدیوریت‌ها به ۲۰ درصد حجمی می‌رسد. اندازه آن تا ۵ میلیمتر است و ماکل دوتایی نشان می‌دهد. برخی از این کانی‌ها از کناره‌ها و از محل شکستگی‌ها در حال تبدیل به بیوتیت هستند (شکل ۳ ت). میانبارهای ریزدانه‌ای مافیک گرد یا بیضوی با قطر ۵ میلیمتر نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و شامل بلورهای ریز پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های کدر هستند. این میانبارها لبه‌های مشخص و تیز دارند و کمی مافیک‌تر از سنگ‌های میزبان هستند (شکل ۴).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]



شکل ۴ میانبارهای ریزدانه‌ای مافیک گرد یا بیضوی در کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی.

شیمی کانی‌ها

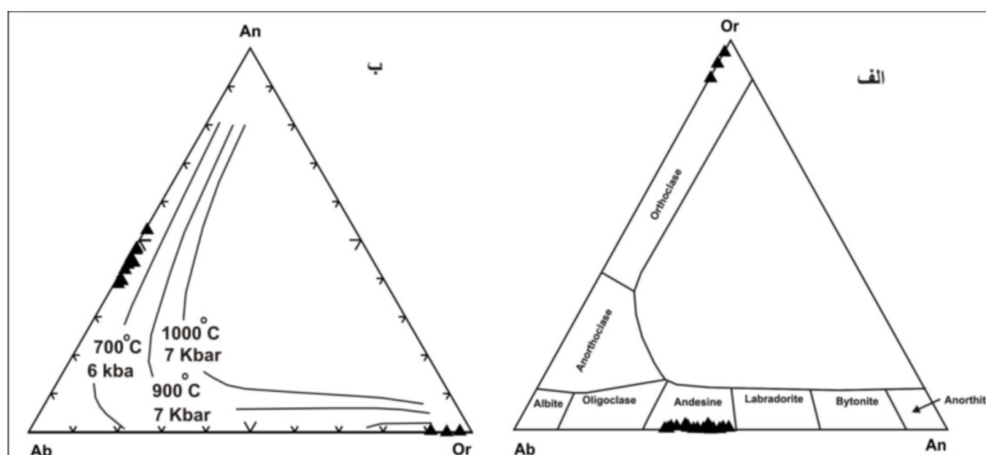
فلدسپار

این کانی فراوانترین کانی فلسی توده نفوذی کوارتزدیوریت دلفارد است که سری محلول جامدی را بین دو قطب آلبیت به فرمول $NaAlSi_3O_8$ و آنورتیت به فرمول $CaAl_2Si_2O_8$ تشکیل می‌دهد. نتایج تجزیه ریزپردازشی این کانی‌ها در جدول ۱ آورده شده است و ترکیب آنها در نمودار تفکیک فلدسپارها [۹] نشان می‌دهد که این کانی‌ها با ترکیب پایانی $An_{44.73}$، $Or_{0.72}$ و $Ab_{54.54}$ در گستره آندزین قرار دارند (شکل ۵ الف).

نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپات‌های قلیایی در جدول ۱ ارائه شده است. بر این اساس، مقدار آنورتیت این کانی‌ها بسیار پایین است و بر پایه نمودار سه تایی Ab-Or-An [۹] در گستره ارتوکلاز قرار دارند. ترکیب سازنده پایانی این کانی‌ها به صورت $An_{0.20}$، $Or_{94.01}$ و $Ab_{5.78}$ است (شکل ۵ الف). بر پایه شیمی فلدسپارها می‌توان دما و فشار این کانی‌ها در توده‌های نفوذی کوارتزدیوریت مورد بررسی را تعیین کرد. بر اساس شکل ۵ ب، دمای تشکیل آنها کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی گراد تعیین شده است [۱۰].

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های قلیایی کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی برحسب درصد وزنی (فرمول ساختاری بر پایه ۸ اکسیژن).

	پلاژیوکلاز							فلدسپات‌قلیایی		
نمونه	۱	۵۲	۷۹	۲۵	۴۶	۶۵	۱۳۰	۱۶	۱۱۶	۱۲۲
SiO_2	۵۶٫۳۴	۵۹٫۰۳	۵۸٫۱۲	۵۹٫۹۶	۵۸٫۱۹	۵۸٫۹۳	۵۹٫۰۱	۶۷٫۶۸	۶۶٫۹۹	۶۶٫۵۵
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al_2O_3	۲۸٫۸۴	۲۷٫۳۱	۲۷٫۲۹	۲۶٫۳۴	۲۷٫۴۳	۲۷٫۶۱	۲۷٫۲۳	۱۸٫۰۹	۱۸٫۴۴	۱۷٫۹۷
FeO	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۶	۰٫۱۰	۰٫۳۲	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۳۵	۰٫۰۹	۰٫۰۸
MnO	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۵
MgO	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۱۰٫۹۰	۹٫۳۰	۹٫۵۸	۸٫۶۷	۹٫۷۱	۹٫۲۸	۹٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۱
Na_2O	۵٫۳۷	۶٫۱۳	۵٫۸۱	۶٫۴۸	۵٫۷۹	۶٫۵۶	۶٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۹۸	۰٫۵۶
K_2O	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۲۸	۱۵٫۲۵	۱۴٫۸۰	۱۴٫۲۸
مجموع	۱۰۱٫۷۶	۱۰۲٫۰۰	۱۰۱٫۱۷	۱۰۱٫۹۵	۱۰۱٫۶۹	۱۰۲٫۷۴	۱۰۲٫۱۸	۱۰۱٫۸۲	۱۰۱٫۵۰	۱۰۲٫۵۷
Si	۲٫۴۹۳	۲٫۵۸۹	۲٫۵۷۴	۲٫۶۳۳	۲٫۵۶۷	۲٫۵۷۳	۲٫۵۸۸	۳٫۰۴۷	۳٫۰۲۶	۳٫۰۴۹
Al	۱٫۵۰۴	۱٫۴۱۲	۱٫۴۲۵	۱٫۳۶۳	۱٫۴۲۷	۱٫۴۲۱	۱٫۴۰۸	۰٫۹۶۰	۰٫۹۸۲	۰٫۹۷۰
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲
Mg	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Ca	۰٫۵۱۷	۰٫۴۳۷	۰٫۵۵۴	۰٫۴۰۸	۰٫۴۵۹	۰٫۴۳۴	۰٫۴۲۸	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰
Na	۰٫۴۶۱	۰٫۵۲۱	۰٫۴۹۹	۰٫۵۵۱	۰٫۴۹۵	۰٫۵۵۵	۰٫۵۲۵	۰٫۰۲۳	۰٫۰۸۶	۰٫۰۵۰
K	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۶	۰٫۸۷۶	۰٫۸۵۲	۰٫۸۳۴
Or	۰٫۳۹۱	۰٫۳۹۰	۰٫۴۸۹	۰٫۵۶۹	۰٫۳۸۲	۰٫۵۰۴	۱٫۶۱۱	۹۷٫۱۸۹	۹۰٫۵۵۷	۹۴٫۲۹۱
Ab	۴۶٫۹۴۶	۵۴٫۱۶۸	۵۲٫۰۷۷	۵۷٫۱۴۲	۵۱٫۷۰۷	۵۵٫۸۲۱	۵۴٫۱۹۶	۲٫۲۹۷	۹٫۰۹۹	۵٫۶۵۳
An	۵۲٫۶۶۳	۴۵٫۴۴۲	۴۷٫۴۳۴	۴۹٫۲۸۹	۴۷٫۹۱۱	۴۳٫۶۷۵	۴۴٫۱۹۳	۰٫۲۱۴	۰٫۳۴۴	۰٫۰۵۵



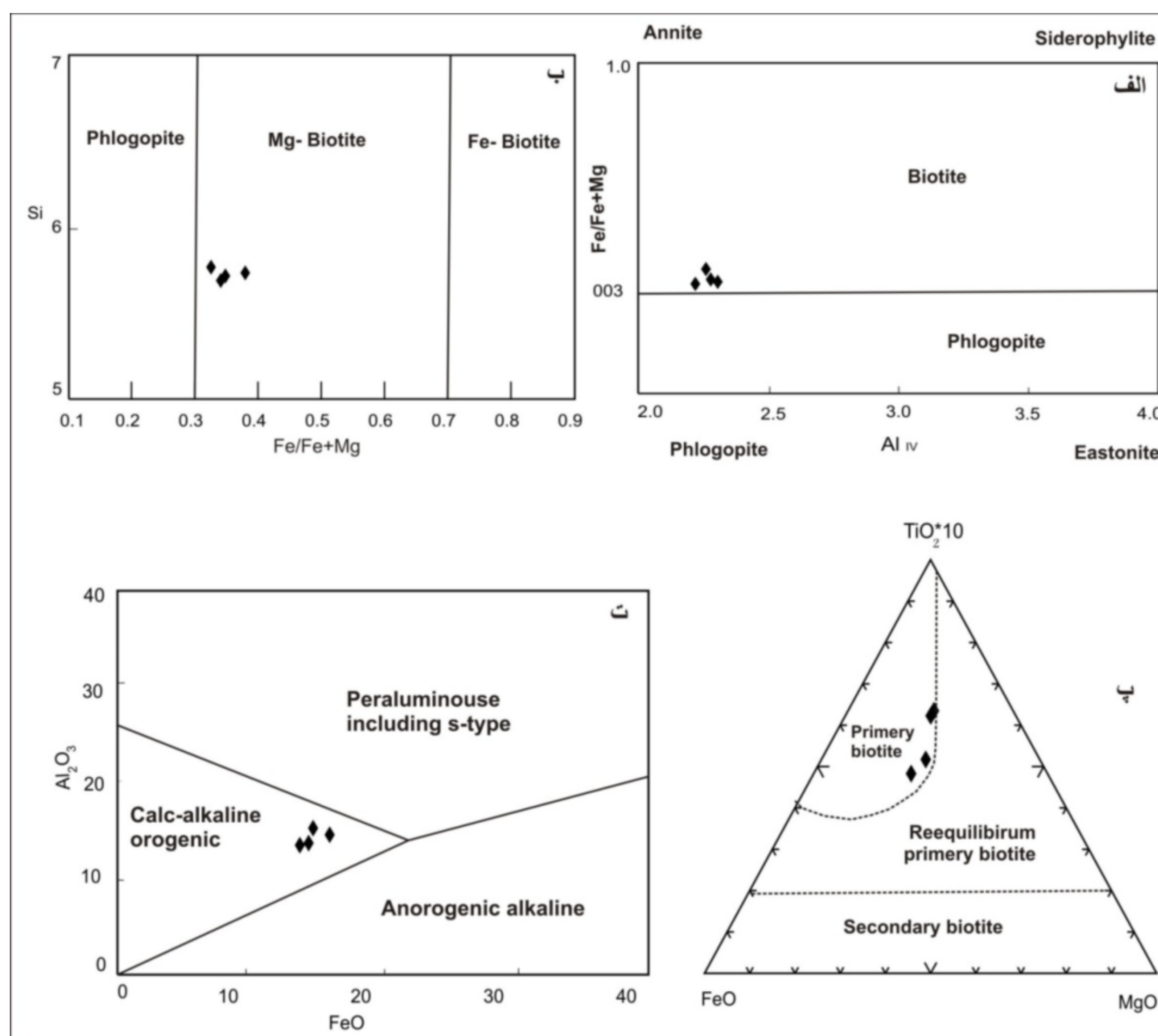
شکل ۵ الف) نمودار رده بندی فلدسپارهای مورد بررسی [۹] ب) نمودار تعیین دما و فشار تقریبی فلدسپارهای مورد بررسی [۱۰].

بیوتیت

بیوتیت از جمله کانی‌های اصلی آهن و منیزیم‌دار در توده کوارتزدیوریت دلفارد است. نتایج تجزیه ریزپردازشی این کانی‌ها در جدول ۲ آورده شده است. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی وابسته به ترکیب ماگمای مادر و گریزندگی اکسیژن [۱۲،۱۱]، دمای مذاب [۱۳] و خاستگاه سنگ میزبان [۱۵،۱۴] است. حضور بیوتیت در سنگ‌های مورد بررسی نشان دهنده بالا بودن فشار بخار آب در ماگمای مادر است. برای میکاها، رده بندی‌های گوناگونی وجود دارد. دیر و همکاران [۹] میکاها را بر پایه دو متغیر Fe/Fe+Mg و Al^{IV} ، به چهار گروه آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت تقسیم کرده‌اند. بر این اساس، ترکیب میکاهای مورد بررسی، بین دو قطب آنیت و سیدروفیلیت و نزدیک به قطب آنیت و با Fe/Fe+Mg> 3.3، در گستره بیوتیت قرار دارد (شکل ۶ الف).

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از بیوتیت‌ها در کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی برحسب درصد وزنی (فرمول ساختاری آنها بر پایه ۲۲ اکسیژن)

نمونه	۸۹	۳۶	۷۹	۸
SiO_2	۳۸/۵۸	۳۹/۲۲	۳۹/۳۴	۴۰/۱۴
TiO_2	۱/۹۷	۳/۲۸	۵/۲۱	۴/۸۷
Al_2O_3	۱۵/۲۶	۱۴/۵۸	۱۳/۷۱	۱۳/۴۹
FeO	۱۴/۷۴	۱۵/۹۹	۱۴/۴۰	۱۳/۷۴
MnO	۰/۱۴	۰/۳۰	۰/۱۱	۰/۱۰
MgO	۱۵/۴۵	۱۴/۶۴	۱۵/۶۰	۱۵/۹۴
CaO	۰/۲۰	۰/۵۴	۰/۰۱	۰/۰۶
Na_2O	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۱
K_2O	۸/۵۲	۸/۰۹	۸/۶۴	۹/۱۵
مجموع	۹۵/۴۰	۹۷/۰۹	۹۷/۸۵	۹۸/۱۰
Si	۵/۷۱۴	۵/۷۳۲	۵/۶۸۷	۵/۷۶۵
Al^{IV}	۲/۲۸۶	۲/۲۶۸	۲/۳۱۳	۲/۲۳۵
Al^{VI}	۰/۳۷۶	۰/۲۴۳	۰/۰۲۲	۰/۰۴۹
Ti	۰/۲۱۹	۰/۳۶۱	۰/۵۶۶	۰/۵۲۶
Fe(II)	۱/۸۲۵	۱/۹۵۴	۱/۷۴۱	۱/۶۵۰
Mn	۰/۰۱۷	۰/۰۳۷	۰/۰۱۴	۰/۰۱۲
Mg	۳/۴۱۱	۳/۱۸۹	۳/۳۶۲	۳/۴۱۴
Ca	۰/۰۳۱	۰/۰۸۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰۸
Na	۰/۰۵۰	۰/۰۳۳	۰/۰۳۸	۰/۰۳۰
K	۱/۶۰۱	۱/۵۰۸	۱/۵۹۴	۱/۶۷۵



شکل ۶ الف) نمودار تفکیک بیوتیت از فلوگوپیت در میکاهای مورد بررسی [۹] ب) رده بندی شیمیایی میکاهای کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی [۱۶]؛ پ) رده بندی بیوتیت‌ها به سه دسته اولیه، ثانویه و باز تبلور یافته؛ ت) تعیین سری ماگمایی دلفارد براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت [۱۴].

همچنین برپایه نمودار Si نسبت به Fe/Fe+Mg [۱۶]، بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار دارند (شکل ۶ ب). این امر بیانگر تبلور اولیه اکسیدهای آهن در قالب مگنتیت و تیتانیوم به صورت تیتانیت است [۱۶]، به این ترتیب که در چنین ماگماهایی، نخست تجزیه آب و آزاد شدن هیدروژن منجر به غنی شدگی سامانه از اکسیژن می‌گردد. در نتیجه افزایش اکسیژن در محیط، تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن (مگنتیت) رخ داده و این فرایند مانع از انباشت آهن در مذاب آهکی‌قلیایی می‌گردد و بیوتیت‌های غنی از منیزیم متبلور می‌شوند [۱۴-۱۸]. از این رو، حضور مجموعه کانی‌های بیوتیت منیزیم‌دار، مگنتیت و تیتانیت نشان‌دهنده گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن در ماگماست [۱۹]. از سویی، حضور بیوتیت به همراه هورنبلند، به عنوان کانی‌های اصلی مافیک در توده‌های حدواسط و نبود موسکویت، آندالوزیت و گارنت نشان می‌دهد که کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی از نوع I هستند [۲۰].

برای تشخیص بیوتیت‌های اولیه از بیوتیت‌های ثانویه از نمودار مثلثی $FeO\text{-}MgO\text{-} TiO_2*100$ استفاده شد [۲۱]. این نمودار بیوتیت‌های اولیه ماگمایی را از بیوتیت‌هایی که تا حدی دچار باز تعادل شده‌اند و نیز بیوتیت‌های نوظهور جدا

می‌کند. چنان که در شکل ۶ پ نشان داده شده است، بیوتیت‌های موجود در کوارتزدیوریت مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی قرار دارند. همچنین همه بیوتیت‌های مورد بررسی دارای مقدار Al^{IV} کمتر از ۱ بوده که از ویژگی‌های بیوتیت‌های اولیه ماگمایی است [۲۱]. برای تعیین محیط پیدایش ماگمای سازنده بیوتیت‌ها از نمودار FeO نسبت به Al_2O_3 [۱۴]، استفاده شد (شکل ۶ ت). بر این اساس، همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های آهکی‌قلیایی نواحی کوهزایی قرار دارند که این با نتایج برآمده از شیمی سنگ کل نمونه‌ها همخوانی دارد.

آمفیبول

آمفیبول‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار از مهمترین و فراوانترین کانی‌های فرومنیزین در توده‌های کوارتزدیوریت مورد بررسی هستند. نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی‌ها بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیونی در جدول ۳ ارائه شده است. بر اساس رده‌بندی مرجع [۲۲]، آمفیبول‌های مورد بررسی درگروه آمفیبول‌های کلسیمی و در زیر گروه آمفیبول‌های مگنزیوهورنبلند و تعدادی نیز بر اثر دگرسانی در گستره اکتینولیت قرار دارند که برای دما و فشارسنجی از آنها استفاده نشده است (شکل‌های ۷ الف و ب). به باور بسیاری از پژوهشگران [۲۴،۲۳] آمفیبول‌های کلسیمی شاخص توده‌های نفوذی نوع I هستند، زیرا مقدار CaO در گرانیتوئیدهای نوع I بالاست و منجر به تولید هورنبلند می‌شود [۲۲]. آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی را می‌توان بر اساس تغییرات مجموعه کاتیون‌های Na+K+Ca نسبت به مقدار Si از هم تفکیک نمود [۲۵] بر این اساس، آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند و از انواع برآمده از فرآیند دگرگونی جدا شده‌اند (شکل ۷ پ). افزون بر این، مقدار Si آمفیبول‌های مورد بررسی، در گستره ۶٫۹ تا ۷٫۷ (به طور میانگین ۷٫۳ درصد) قرار می‌گیرند که به باور لیک و همکاران [۲۲]، این مقدار Si گویای آذرین بودن این آمفیبول‌هاست و نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های منطقه مقدار قابل توجهی آب داشته است [۲۶]. آمفیبول‌ها از جمله کانی‌های مهم برای شناسایی شرایط گریزندگی اکسیژن از ماگما هستند [۲۷]. به بیان دیگر، گریزندگی اکسیژن نقش موثری بر شیمی آمفیبول‌ها به ویژه انواع کلسیمی دارد، به طوری که با افزایش گریزندگی اکسیژن، بلورهای آمفیبول متبلور شده از ماگما به طور مداوم از منیزیم غنی‌تر می‌شوند [۱۲]. چنان که در جدول ۳ دیده می‌شود، درصد وزنی Al_2O_3 و TiO_2 در آمفیبول‌های مورد بررسی پایین بوده که به ترتیب بیانگر تبلور مگنزیوهورنبلند در فشار پایین و گریزندگی بالای اکسیژن است [۲۸]. از سویی، حضور کانی‌های خودشکل فرعی چون مگنتیت و ایلمنیت در سنگ‌های فلسی، نشان دهنده ماگمای به نسبت اکسایشی است [۲۹]. چنان که در نمودار Fe/Fe+Mg نسبت به Al^{IV} [۳۰] دیده می‌شود (شکل ۷ ت)، آمفیبول‌های مورد بررسی در قلمرو گریزندگی بالای اکسیژن قرار دارند. ماگماهایی با گریزندگی بالای اکسیژن اغلب در مرزهای صفحه‌های همگرا دیده می‌شوند [۳۱].

محیط زمین ساختی و خاستگاه ماگما

آمفیبول‌های سری نیمه‌قلیایی مقدار TiO_2، Na_2O و Al_2O_3 کمتری نسبت به انواع قلیایی دارند [۳۲]. در نمونه‌های مورد بررسی، میانگین Na_2O برابر با 0.64 و MgO برابر با 15.83 و TiO_2 برابر با 0.76 و Al_2O_3 برابر با 5.18 درصد است. از سویی، آمفیبول‌های نیمه‌قلیایی دارای Ti، K، Na و Al پایین‌تری نسبت به سری قلیایی هستند [۳۳]. چنان که در نمودارهای دو متغیره $MgO-TiO_2$ و Al_2O_3-TiO_2 و Na_2O-TiO_2 [۳۲] در شکل‌های ۸ الف، ب، پ دیده می‌شود نمونه‌ها در گستره نیمه‌قلیایی قرار دارند که این با نتایج پیشین در مورد شیمی سنگ کل واقع در توده جبال بارز همخوانی دارد [۳۴،۲] همچنین ترکیب شیمیایی کانی‌هایی چون آمفیبول می تواند راهنمای خوبی برای تشخیص خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی باشد. بر پایه نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۳۵] ترکیب آمفیبول‌ها (میانگین Al_2O_3 برابر با 5.18 و TiO_2 برابر با 0.76 درصد وزنی) نشان دهنده دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیب‌های پوسته‌ای در پیدایش آنهاست (شکل ۸ ت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]

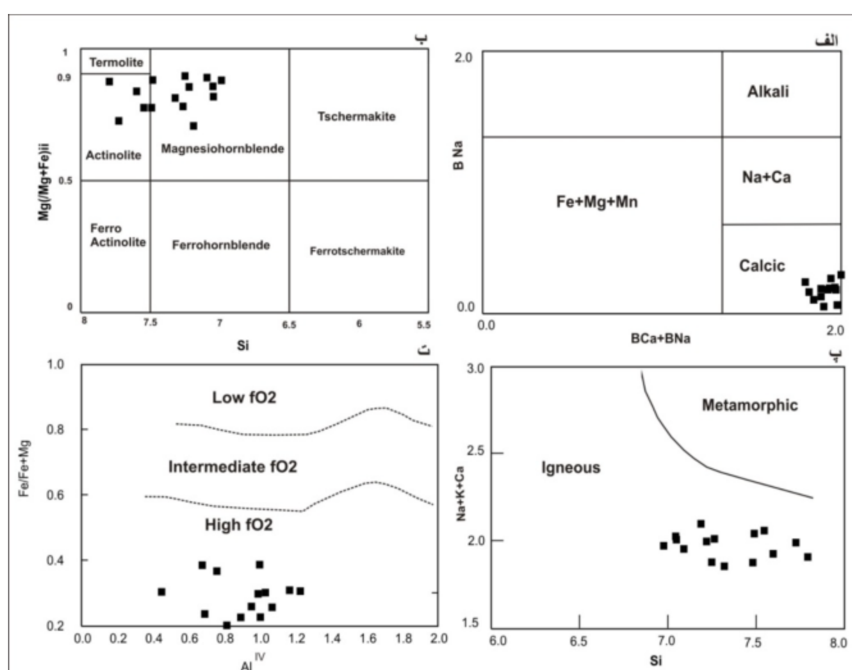
جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از آمفیبول‌ها در کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی بر حسب درصد وزنی (فرمول ساختاری آنها بر پایه ۲۳ اکسیژن).

نمونه	۱۴	۴۳	۱۰۴	۱۲۳	۱۳۷	۱۴۷	۷۱	۸۷	۹۷	۱۰۹
SiO_2	۵۱٫۹۹	۴۹٫۹۷	۴۹٫۵۹	۵۲٫۲۷	۵۱٫۷۷	۵۰٫۳۱	۵۰٫۵۵	۵۳٫۹۷	۵۰٫۷۸	۵۰٫۴۱
TiO_2	۱٫۰۸	۰٫۹۸	۱٫۱۴	۰٫۴۶	۰٫۵۶	۱٫۰۱	۱٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۸۷	۰٫۷۷
Al_2O_3	۵٫۸۰	۷٫۳۹	۷٫۰۴	۴٫۱۰	۴٫۵۹	۵٫۹۳	۶٫۲۷	۱٫۳۳	۶٫۰۱	۶٫۳۳
FeO	۱۰٫۲۳	۱۱٫۸۵	۱۲٫۲۸	۱۵٫۹۴	۱۵٫۱۶	۱۴٫۹۹	۱۲٫۱۹	۷٫۹۰	۱۲٫۰۹	۹٫۷۱
MnO	۰٫۴۹	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۸۲	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۴۷	۰٫۴۲	۰٫۵۹	۰٫۶۴
MgO	۱۶٫۵۲	۱۵٫۱۵	۱۵٫۵۰	۱۴٫۳۳	۱۴٫۷۲	۱۳٫۳۷	۱۵٫۹۳	۱۸٫۳۶	۱۶٫۰۷	۱۵٫۸۶
CaO	۱۱٫۰۸	۱۱٫۶۸	۱۱٫۱۰	۱۰٫۳۸	۱۱٫۱۴	۱۱٫۱۳	۱۱٫۶۵	۱۱٫۹۵	۱۱٫۳۴	۱۱٫۳۶
Na_2O	۰٫۶۱	۰٫۷۳	۰٫۸۲	۰٫۸۹	۰٫۹۹	۱٫۰۷	۰٫۷۲	۰٫۱۹	۰٫۷۰	۰٫۶۶
K_2O	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۴۱	۰٫۳۰	۰٫۳۸	۰٫۵۳	۰٫۴۰	۰٫۰۲	۰٫۳۶	۰٫۳۸
مجموع	۹۸٫۳۸	۹۸٫۴۹	۹۸٫۵۳	۹۹٫۷۱	۱۰۰٫۱۴	۹۹٫۲۶	۹۹٫۵۷	۹۴٫۵۰	۹۹٫۰۵	۹۶٫۳۹
Si	۷٫۲۵۰	۷٫۰۴۵	۶٫۹۷۳	۷٫۳۱۸	۷٫۲۶۴	۷٫۱۸۳	۷٫۰۴۹	۷٫۷۹۱	۷٫۰۹۰	۷٫۲۱۶
Al(IV)	۰٫۷۵۰	۰٫۹۵۵	۱٫۰۲۷	۰٫۶۷۷	۰٫۷۳۶	۰٫۸۱۷	۰٫۹۵۱	۰٫۲۰۹	۰٫۹۱۰	۰٫۷۸۴
Al(VI)	۰٫۲۰۰	۰٫۲۷۲	۰٫۱۴۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۲	۰٫۱۸۲	۰٫۰۸۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۷۹	۰٫۲۸۴
Fe(III)	۰٫۷۹۰	۰٫۶۸۷	۰٫۹۹۸	۱٫۱۷۸	۰٫۹۱۲	۰٫۶۱۲	۰٫۸۶۶	۰٫۳۸۸	۰٫۹۹۸	۰٫۵۹۰
Ti	۰٫۱۱۳	۰٫۱۰۳	۰٫۱۲۱	۰٫۰۴۸	۰٫۰۵۹	۰٫۱۰۸	۰٫۱۳۰	۰٫۰۲۵	۱٫۰۹۱	۰٫۰۸۳
Fe(II)	۰٫۴۰۳	۰٫۷۱۱	۰٫۴۴۶	۰٫۶۸۸	۰٫۸۶۷	۱٫۱۷۷	۰٫۵۵۶	۰٫۵۶۵	۰٫۴۱۴	۰٫۵۷۲
Mn	۰٫۰۵۸	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۱	۰٫۰۹۷	۰٫۰۶۱	۰٫۰۶۶	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۲	۰٫۰۷۰	۰٫۰۷۸
Mg	۳٫۴۳۴	۳٫۱۸۷	۳٫۲۴۸	۲٫۹۹۱	۳٫۰۷۹	۳٫۸۴۶	۳٫۳۱۳	۳٫۹۵۱	۳٫۳۴۵	۳٫۳۸۵
Ca	۱٫۶۵۶	۱٫۷۶۵	۱٫۶۷۲	۱٫۵۵۷	۱٫۶۷۴	۱٫۷۰۲	۱٫۷۴۰	۱٫۸۴۷	۱٫۶۹۷	۱٫۷۴۲
Na	۰٫۱۶۵	۰٫۱۹۹	۰٫۲۲۳	۰٫۲۴۱	۰٫۲۶۸	۰٫۲۹۵	۰٫۱۹۴	۰٫۰۵۴	۰٫۱۹۰	۰٫۱۸۳
K	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۰	۰٫۰۷۴	۰٫۰۵۴	۰٫۰۶۸	۰٫۰۹۷	۰٫۰۷۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۹
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۸۹	۰٫۸۲	۰٫۸۸	۰٫۸۱	۰٫۷۸	۰٫۷۱	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۶

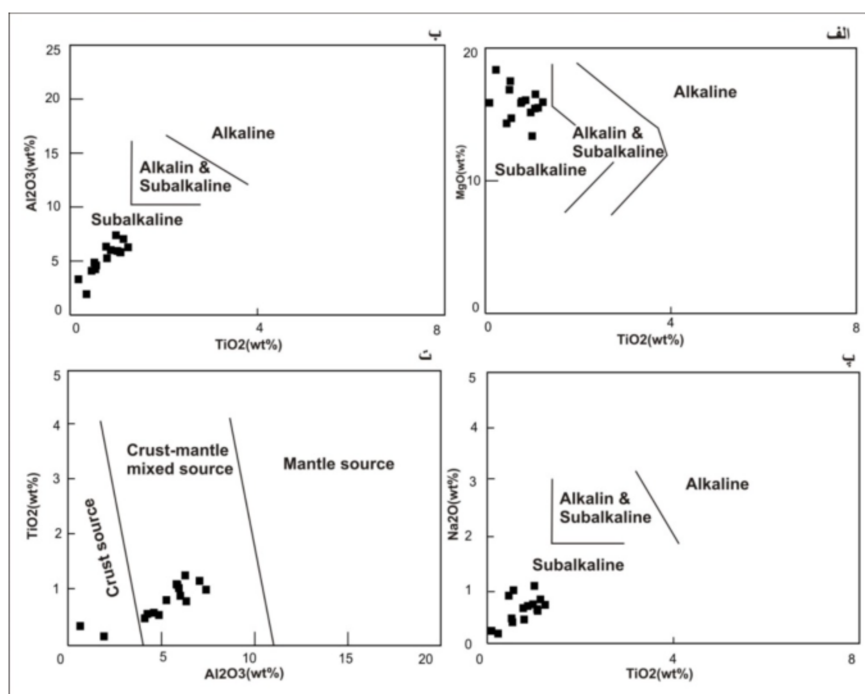
نمونه	۱۴	۴۳	۱۰۴	۱۲۳	۱۳۷	۱۴۷	۷۱	۸۷	۹۷	۱۰۹
SiO_2	۵۱٫۹۹	۴۹٫۹۷	۴۹٫۵۹	۵۲٫۲۷	۵۱٫۷۷	۵۰٫۳۱	۵۰٫۵۵	۵۳٫۹۷	۵۰٫۷۸	۵۰٫۴۱
TiO_2	۱٫۰۸	۰٫۹۸	۱٫۱۴	۰٫۴۶	۰٫۵۶	۱٫۰۱	۱٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۸۷	۰٫۷۷
Al_2O_3	۵٫۸۰	۷٫۳۹	۷٫۰۴	۴٫۱۰	۴٫۵۹	۵٫۹۳	۶٫۲۷	۱٫۳۳	۶٫۰۱	۶٫۳۳
FeO	۱۰٫۲۳	۱۱٫۸۵	۱۲٫۲۸	۱۵٫۹۴	۱۵٫۱۶	۱۴٫۹۹	۱۲٫۱۹	۷٫۹۰	۱۲٫۰۹	۹٫۷۱
MnO	۰٫۴۹	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۸۲	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۴۷	۰٫۴۲	۰٫۵۹	۰٫۶۴
MgO	۱۶٫۵۲	۱۵٫۱۵	۱۵٫۵۰	۱۴٫۳۳	۱۴٫۷۲	۱۳٫۳۷	۱۵٫۹۳	۱۸٫۳۶	۱۶٫۰۷	۱۵٫۸۶
CaO	۱۱٫۰۸	۱۱٫۶۸	۱۱٫۱۰	۱۰٫۳۸	۱۱٫۱۴	۱۱٫۱۳	۱۱٫۶۵	۱۱٫۹۵	۱۱٫۳۴	۱۱٫۳۶
Na_2O	۰٫۶۱	۰٫۷۳	۰٫۸۲	۰٫۸۹	۰٫۹۹	۱٫۰۷	۰٫۷۲	۰٫۱۹	۰٫۷۰	۰٫۶۶
K_2O	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۴۱	۰٫۳۰	۰٫۳۸	۰٫۵۳	۰٫۴۰	۰٫۰۲	۰٫۳۶	۰٫۳۸
مجموع	۹۸٫۳۸	۹۸٫۴۹	۹۸٫۵۳	۹۹٫۷۱	۱۰۰٫۱۴	۹۹٫۲۶	۹۹٫۵۷	۹۴٫۵۰	۹۹٫۰۵	۹۶٫۳۹
Si	۷٫۲۵۰	۷٫۰۴۵	۶٫۹۷۳	۷٫۳۱۸	۷٫۲۶۴	۷٫۱۸۳	۷٫۰۴۹	۷٫۷۹۱	۷٫۰۹۰	۷٫۲۱۶
Al(IV)	۰٫۷۵۰	۰٫۹۵۵	۱٫۰۲۷	۰٫۶۷۷	۰٫۷۳۶	۰٫۸۱۷	۰٫۹۵۱	۰٫۲۰۹	۰٫۹۱۰	۰٫۷۸۴
Al(VI)	۰٫۲۰۰	۰٫۲۷۲	۰٫۱۴۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۲	۰٫۱۸۲	۰٫۰۸۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۷۹	۰٫۲۸۴
Fe(III)	۰٫۷۹۰	۰٫۶۸۷	۰٫۹۹۸	۱٫۱۷۸	۰٫۹۱۲	۰٫۶۱۲	۰٫۸۶۶	۰٫۳۸۸	۰٫۹۹۸	۰٫۵۹۰
Ti	۰٫۱۱۳	۰٫۱۰۳	۰٫۱۲۱	۰٫۰۴۸	۰٫۰۵۹	۰٫۱۰۸	۰٫۱۳۰	۰٫۰۲۵	۱٫۰۹۱	۰٫۰۸۳
Fe(II)	۰٫۴۰۳	۰٫۷۱۱	۰٫۴۴۶	۰٫۶۸۸	۰٫۸۶۷	۱٫۱۷۷	۰٫۵۵۶	۰٫۵۶۵	۰٫۴۱۴	۰٫۵۷۲
Mn	۰٫۰۵۸	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۱	۰٫۰۹۷	۰٫۰۶۱	۰٫۰۶۶	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۲	۰٫۰۷۰	۰٫۰۷۸
Mg	۳٫۴۳۴	۳٫۱۸۷	۳٫۲۴۸	۲٫۹۹۱	۳٫۰۷۹	۳٫۸۴۶	۳٫۳۱۳	۳٫۹۵۱	۳٫۳۴۵	۳٫۳۸۵
Ca	۱٫۶۵۶	۱٫۷۶۵	۱٫۶۷۲	۱٫۵۵۷	۱٫۶۷۴	۱٫۷۰۲	۱٫۷۴۰	۱٫۸۴۷	۱٫۶۹۷	۱٫۷۴۲
Na	۰٫۱۶۵	۰٫۱۹۹	۰٫۲۲۳	۰٫۲۴۱	۰٫۲۶۸	۰٫۲۹۵	۰٫۱۹۴	۰٫۰۵۴	۰٫۱۹۰	۰٫۱۸۳
K	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۰	۰٫۰۷۴	۰٫۰۵۴	۰٫۰۶۸	۰٫۰۹۷	۰٫۰۷۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۹
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۸۹	۰٫۸۲	۰٫۸۸	۰٫۸۱	۰٫۷۸	۰٫۷۱	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۶

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]



شکل ۷ الف و ب) نمودارهای کلی رده بندی آمفیبول [۲۲]؛ پ) تفکیک آمفیبول برآمده از فرایندهای آذرین و دگرگونی [۲۵]؛ ت) نمودار برآورد گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول که نشان دهنده گریزندگی بالای اکسیژن طی تبلور آمفیبول در توده‌های مورد بررسی است [۳۰].



شکل ۸ الف-ب-پ) تعیین سری ماگمایی بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول [۳۲]؛ ت) نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۳۵] که نشان دهنده ترکیب مواد گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی است.

از ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌توان برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی مختلف، به ویژه تفکیک محیط فرورانشی از محیط درون صفحه‌ای استفاده نمود [۳۶]. نمودار Na_2O-SiO_2 [۳۶] برای تفکیک محیط‌های فرورانشی و درون صفحه‌ای پیشنهاد شد. بر این اساس، آمفیبول‌های وابسته به محیط فرورانشی دارای مقدار Na_2O پایین‌تری نسبت به

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]

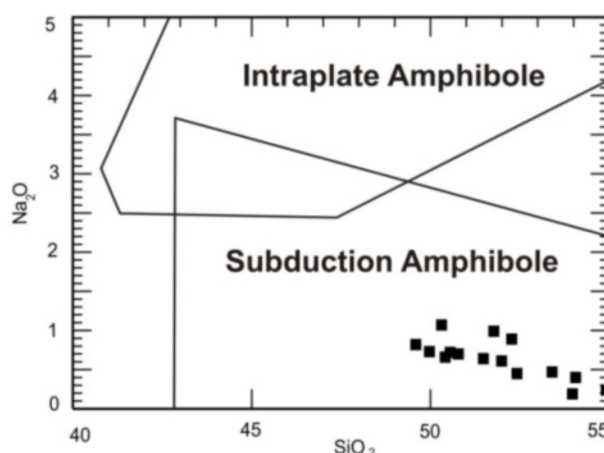
آمفیبول‌های درون صفحه‌ای هستند. چنان که در شکل ۹ دیده می‌شود، آمفیبول‌های مورد بررسی وابسته به محیط فرورانشی هستند.

فشارسنجی بر پایه مقدار Al در هورنبلند

بهترین کانی برای دما- فشار سنجی در سنگ‌های آذرین آهکی‌قلیایی، آمفیبول‌ها هستند، زیرا این کانی‌ها در همه توده-های آهکی‌قلیایی چه بازی و چه حدواسط و اسیدی متبلور می‌شوند و در گستره فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی گراد پایدار هستند [۲۰]. برای تعیین فشار براساس ترکیب آمفیبول، باید مقادیر Al^{t} و Al^{VI} محاسبه شوند [۳۷]. مقدار آلومینیوم کل هورنبلند، ارتباط مستقیمی با عمق جایگیری توده‌های نفوذی دارد [۳۸]، به طوری‌که هر چه مقدار آلومینیوم موجود در آمفیبول بیشتر باشد، عمق محاسبه شده نیز بیشتر است [۱۲]. از این رو، مقدار آلومینیوم ابزاری مناسب برای تعیین عمق جایگزینی توده‌های نفوذی بوده و روابط بسیاری نیز بر این اساس ارائه شده است [۳۸-۴۰].

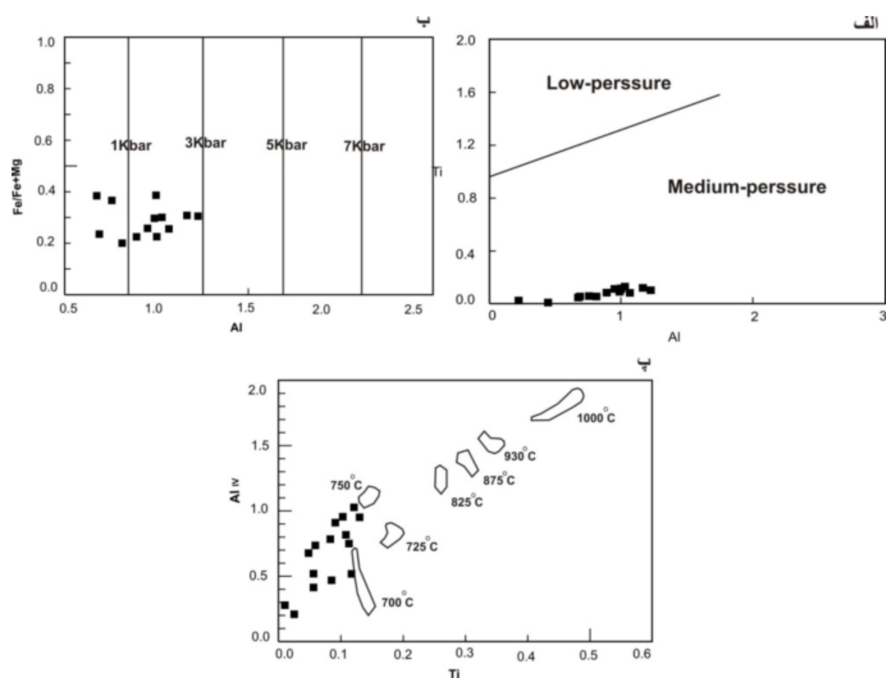
آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش مقدار Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به انواع وابسته به مناطق کششی درون صفحه‌ای دارند [۳۶]. در آمفیبول‌ها، مقدار آلومینیوم هشت وجهی ارتباط مستقیمی با دما دارد و به مقدار آب ماگما نیز وابسته است [۳۵]، اما ترکیب شیمیایی سنگ اثر چندانی بر مقدار آلومینیوم هشت وجهی در شبکه آمفیبول ندارد [۱۲]، این درحالی است که فشار نیز بر مقدار آلومینیوم هشت وجهی اثر دارد. همچنین در ساختار آمفیبول، کاتیون‌هایی چون تیتانیوم، آلومینیوم چاروجهی و آلومینیوم کل، نسبت به دما و فشار حساس هستند، به طوری که افزایش دما باعث افزایش مقدار تیتانیوم و آلومینیوم چاروجهی و افزایش فشار منجر به افزایش آلومینیوم در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها می‌شود [۳۸]. از آنجا که آمفیبول‌های موجود در گرانیتوئیدها به طور گسترده‌ای برای تعیین فشار به کار می‌روند، فشارسنجی آمفیبول‌ها بر اساس اندازه‌گیری مقدار آلومینیوم موجود در هورنبلند انجام می‌شود. براساس نمودار AL نسبت به Ti [۴۱] نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو آمفیبول‌های فشار متوسط قرار دارند (شکل ۱۰ الف). همچنین بر اساس نمودار Al_{total} نسبت به $Fe_t/(Fe+Mg)$ [۳۹]، گستره فشار ۱ تا ۳ کیلوبار را می‌توان برای آمفیبول‌های تشکیل شده در کوارتزدیوریت‌های دلفارد در نظر گرفت (شکل ۱۰ ب). از سویی بر اساس نمودار Ti نسبت به AL^{IV} [۴۲]، دمای نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتی گراد برای آمفیبول‌های مورد بررسی به دست آمد (شکل ۱۰ پ). از آنجا -که اکتینولیت‌ها در اثر تغییرات ثانویه ایجاد شده‌اند و بر اثر فرآیندهای زیر خط انجماد به وجود می‌آیند، هیچ دما و فشاری برای آنها محاسبه نشد.

محاسبات زمین‌دماسنجی و زمین فشارسنجی بر کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی نشان داد که کانی‌های مورد نظر در این سنگ‌ها در دمای میانگین ۶۴۰ درجه سانتی‌گراد [۴۳] و فشار ۱ تا ۲ کیلوبار [۳۸-۴۴] و [۳۹-۴۵] متبلور شده‌اند (جدول ۴). با توجه به بافت سنگ‌ها، این شرایط می‌تواند منطبق بر موقعیت جایگیری و تبلور نهایی این توده‌ها باشد.



شکل ۹ نمودار تفکیک محیط زمین ساختی که نشان دهنده تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی در محیط فرورانش است [۳۶].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]



شکل ۱۰ الف) تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی در فشار متوسط [۴۱]؛ ب) گستره فشار تشکیل کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی [۳۹]؛ پ) نمودار تعیین دمای تقریبی آمفیبول‌های کوارتزدیوریت‌های مورد بررسی [۴۲]

جدول ۴ محاسبه دما و فشار توده نفوذی کوارتزدیوریت‌های دلفارد به روش‌های مختلف.

روش‌ها	فشار (کیلو بار)		
بر اساس مقدار آلومینیوم در هورنبلند	کمینه	بیشینه	متوسط
[۳۸]	۰/۹	۲/۳	۱/۴
[۴۴]	۰/۶	۲/۲	۱/۲
[۴۵]	۰/۶	۱/۷	۱/۰
[۳۹]	۱/۵	۲/۸	۲/۰
	دما (سانتی گراد)		
[۴۳]	۵۸۰	۷۲۷	۶۸۱

برداشت

مجموعه گرانیتوئیدی دلفارد در جنوب شرق استان کرمان واقع است. این مجموعه شامل سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت است و در لبه‌ها، اغلب ترکیب کوارتز-دیوریتی دارد. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای است و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت و فلدسپات-پتاسیم هستند و میانبارهای ریزدانه‌ای مافیک نیز در آنها دیده می‌شود. بر اساس شیمی سنگ کل، این سنگ‌ها ماهیت آهکی‌قلیایی و از نوع گرانیتوئیدهای I هستند. داده تجزیه نقطه‌ای توده کوارتزدیوریت نشان داد که پلاژیوکلازها دارای ترکیب آندزین و فلدسپات‌پتاسیم دارای ترکیب ارتوکلاز هستند و بیوتیت‌ها در قلمرو بیوتیت‌های غنی از منیزیم قرار دارند. از سویی، آمفیبول‌ها کلسیمی هستند و ترکیب مگنزیو-هورنبلند دارند که نشان می‌دهد که ماگمای میزبان آنها از نوع I است. شیمی کانی‌ها نشان دهنده دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیب‌های پوسته‌ای در پیدایش ماگمای سازنده آنها در یک محیط فرورانشی است. با بررسی زمین دما- فشارسنجی بر پایه مقدار آلومینیوم میانگین فشار تبلور هورنبلند ۱/۴ کیلوبار و میانگین دمای تبلور را ۶۸۱ درجه سانتی گراد برآورد می‌شود.

قدردانی

بدینوسیله از مسئولین محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران و همچنین داوران محترم تشکر و قدردانی می‌گردد.

مراجع

[1] Dimitrijevic M.D., "*Sarduiyeh geological map: Iran Geological Survey* ", scale 1:0000000, (1973).

[2] Behpour S., Moradian A., Ahmadipour H., *"Application of amphibole and plagioclase mineral chemistry for studying of Jebal-E- Barez granitoid genesis and geothermobarometry (Kerman province, Bam)"* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26(2017): 751-766.

[3] Nazarinia A., Mortazavi M., Arvin M., Hu R., Zhao Ch., Poosti M.,*"U-Pb zircon dating, Sr-Nd isotope and petrogenesis of Sarduiyeh granitoid in SE of the UDMA, Iran: implication for the source origin and magmatic evolution"*. International Geology Review. 62 (2020)13-14.

[4] Davoudian D.A., *"Mineral chemistry and PT conditions of crystallization of the granitoid plutons in the Zayandeh-Rood river area, shear zone of north of Shahrekord with special reference to magmatic epidote",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (2010). (In Persian).

[5] Aghanabati S A., Eftekhar Nejad J., *"Geological map of the Bam Sheet, scale 1:250000"*, Iran Geological Survey and Mineral Exploration country, Tehran (1994).

[6] Babakhani A., Alavi Naini M., *"Geological map of the Sabzevaran Sheet, scale 1:250000"*, Iran Geological Survey and Mineral Exploration country, Tehran (1992).

[7] Dargahi S.,*"Miocene post-collision magmatism in region between Sar Cheshmeh and Shahr Babak, southwestern Kerman: investigation of isotopic data petrogenetic analysis geodynamic model for granitoid bodies, and role of adakitic magmatism in development of copper mineralization"*, PhD thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2007).

[8] Hassanzadeh J., *"Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province)"*. Ph.D. thesis, Univ of California, Los Angeles, 204p (1993).

[9] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock-forming minerals*", Longman Scientific & Technical Hong Kong, (1992).

[10] Raasei P., "*Feldspar thermometry: A valuable tool for deciphering the thermal history of granulite-facies rocks, as illustrated with metapelites from srilanka* ", Canadian Mineralogist 36 (1998) 67-86.

[11] Partin E., Hewitt D. A., Wones D. R., "*Quantification of ferric iron in biotite*". Geological Society American, American (1983).

[12] Wones D.R., "*Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rock* ", American Mineralogist, 74 (1989) 744-749 .

[13] Abbot R. N., Clarke, D. B., "*Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2 O_3-FeOMgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for (HO)<1*". Canadian Mineralogist 17(1979)549-560.

[14] Abdel- Rahman A. M., "*Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas* ", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[15] Nachit H., "*Contribution ale, tude analytiqueet experimental des biotite des granitoids Applications typologiques* ", PhD thesis, De LUniversite, De Bretagne, Occidentale (1986).

[16] Foster M. D., *"Interpretation of the composition of trioctahedral micas",* United States Geological Survey Professional Paper, 354-B (1960) 11-46.

[17] Masoudi F., Jamshidi Badr M., *"Biotite and Hornblende Composition Used to Investigate the Nature and Thermobarometry of Pichagchi Pluton, Northwest Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran"*, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 19 (2008), 329-338.

[18] Shabani A.A.T., Lalonde A.E., Whalen J., *"Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectonomagmatic indicator"*, The Canadian Mineralogist 41 (2003), 1381-1396.

[19] Ishihara, S. *"The magnetite-series and ilmenite series granitic rocks",* Mining Geology 27(1977): 293-305.

[20] Stein E., Dietl C., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald*", Mineralogy and Petrology, 72, 1-3, (2001) pp 185207.

[21] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites"*, Geoscience 337 (2005) 1415-1420.

[22] Leake B.E., Woolley A. R., Arps C. E., Birch W. D., Gilbert W. D., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., *"Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names*", Mineralogical magazine 61(1997) 295- 321.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.2.5]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.229]

[34] Shafiei B., *"Metallogenic model of Kerman porphyry copper belt and its exploratory approaches*", Unpublished Ph. D. thesis, Shaheed Bahonar University of Kerman, Iran, (2008) p:257.

[35] Jiang C.Y., An S.Y., "*On chemical characteristics of calcic amohiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance*", Journal of Mineralogy and Petrology 3 (1984) 1-9.

[36] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle*", Lithos, 99 (2007) 68- 84.

[37] Ghodsi M. H., Bomeri S., *"Using of amphibole mineral chemistry for Geothermobarometry Bazman granitoid, southwest of Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 3 (2015) 585-596.

[38] Hammarstrom J.M., Zen E.A., *"Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.

[39] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer"*, Contribution Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.

[40] Vyhnal C.R., MC Sween H.Y., Jr., *"Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability",* American Mineralogist, 76 (1991) 176-188.

[41] Hynes A., "*A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites*", Contributions of Mineralogy and Petrology 81 (1982) 119-125.

[42] Helz R.T., *"Phase relations of basalts in their melting ranges at P H2O= 5 kb. Part II. Melt compositions*", Journal of Petrology, 17 (1976) 139- 193.

[43] Colombi A., *"Metamorphism et geochimie des roches mafiques des Alpes oust- centrales (Geoprofil viege Domonossola- Locarno)"*, Memoires de Geologie, Lausanne, France (1989).

[44] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., and Sisson V.B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solification of calc-alkaline plutons*", American Mineralogist 72 (1987) 231- 239.

[45] Johnson M. C., Rutherford M. J. *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks"*. Geology 17(1989): 837841.

[23] Chappell B. White A., "*Two contrasting granite types* ", Pacific geology 8 (1974) 173-174.

[24] Clemens J. D., Wall V. J., "*Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town volcanics* ", Contribution to Mineralogy and Petrology 88 (1984) 354-371.

[25] Sial A. N., Ferreira V. P., Fallick A. E., Jeronimo M., Cruz M., "*Amphibole-rich clots in* Soltani A., Carr P. F., "*Thermobarometry of Ca-amphibole in a typical low- temperature I-type* Wones D.R., *"Mafic minerals as indicators of intensive variables in granitic magmas"*, Mineral Geology 31 (1981) 19-122.

[26] Otten M.T., *"The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites*", Contribution to Mineralogy and Petrology, 89 (1984) 189-199.

[27] Scaillet B., Evans B.W., "*The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and preeruption P-T-fo-fH_2 o conditions of the dacite magma*", Journal of Petrology 40 (1999) 381-411.

[28] Soltani A., Carr P. F., "*Thermobarometry of Ca-amphibole in a typical low- temperature I-type granite from Kashmar, Iran* ". *Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 1(2007) 47-54.

[29] Helmy H., Ahmed A., El Mahallawi M., Ali S., *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Easter* ", Contributions to Mineralogy and Petrology, 146 (2004) 414-432 .

[30] Anderson J. L., Smith D. R., "*The effects of temperature and on the Al-in-hornblende barometer*", American Mineralogist 80(1995) 549559.

[31] Ewart A., " *A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks, In: Fred, B. (Ed), Trondhjemites, dacites, and related rocks*", (1979).

[32] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F., *"High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali chybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia*", Contribution to Mineralogy and Petrology, 158 (2009) 69-98.

[33] Jakeš P., White A.R., *"Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas*", Geological Society of America Bulletin, 83 (1972) 29-40.